

장마 강수를 위한 앙상블 통계 예측 모델 개발

김진용 · 서경환*

부산대학교 지구환경시스템학부 대기환경과학과

(접수일: 2014년 10월 29일, 게재확정일: 2014년 12월 9일)

The Development of Ensemble Statistical Prediction Model for Changma Precipitation

Jin-Yong Kim and Kyong-Hwan Seo*

Department of Atmospheric Sciences, Division of Earth Environmental System,
Pusan National University, Busan, Korea

(Manuscript received 29 October 2014; accepted 9 December 2014)

Abstract Statistical forecast models for the prediction of the summertime Changma precipitation have been developed in this study. As effective predictors for the Changma precipitation, the springtime sea surface temperature (SST) anomalies over the North Atlantic (NA1), the North Pacific (NPC) and the tropical Pacific Ocean (CNINO) has been suggested in Lee and Seo (2013). To further improve the performance of the statistical prediction scheme, we select other potential predictors and construct 2 additional statistical models. The selected predictors are the Northern Indian Ocean (NIO) and the Bering Sea (BS) SST anomalies, and the spring Eurasian snow cover anomaly (EUSC). Then, using the total three statistical prediction models, a simple ensemble-mean prediction is performed. The resulting correlation skill score reaches as high as ~0.90 for the last 21 years, which is ~16% increase in the skill compared to the prediction model by Lee and Seo (2013). The EUSC and BS predictors are related to a strengthening of the Okhotsk high, leading to an enhancement of the Changma front. The NIO predictor induces the cyclonic anomalies to the southwest of the Korean peninsula and south-easterly flows toward the peninsula, giving rise to an increase in the Changma precipitation.

Key words: Changma, Changma front, statistical forecast model, ensemble

1. 서 론

장마(Changma)는 우리나라의 여름철 주요 강수 시기로 중국의 메이유(Meiyu), 일본의 바이우(Baiu)와 함께 동아시아몬순(East Asian monsoon) 시스템으로 분류된다. 여름철 한반도를 포함하는 동아시아 지역은 일반적으로 남쪽의 온난습윤한 열대성 기단과 북쪽의 한랭습윤한 한대성 기단이 만나서 형성되는 정체전선

의 영향을 받고 이 전선이 걸쳐 있는 지역에는 강한 남서풍에 따른 습윤한 공기의 유입량이 증가하고 장기간 동안 많은 양의 비가 내린다(KMA, 2011).

우리나라의 경우 연 총 강수량 중 약 50~60%에 해당하는 강수가 여름철 동안 내리며, 특히 장마기간에 내리는 강수는 연 강수량 대비 약 26~32%를 차지한다. 여름철 몬순 기간에 중국과 일본 또한 강수가 집중되지만 그 시기가 조금씩 다르게 나타나며, 일반적으로 중국의 메이유는 열대 몬순 기단과 온대 대륙성 기단에 의해 발달하고 일본의 바이우는 해양성 온대 기단인 북태평양 기단과 한대 기단인 오호츠크 해 기단에 의해 발달하는 형태를 보인다. 그러나 장마는 앞서 언급된 네 가지 기단과 간헐적으로 남쪽까지 세력

*Corresponding Author: Kyong-Hwan Seo, Department of Atmospheric Sciences, Pusan National University, Busan, 30 Jangjeondong, Geumjeong-gu, Busan 609-735, Korea.
Phone : +82 51 512-9946, Fax : +82 51 515-1689
E-mail : khseo@pusan.ac.kr

을 확장하여 남쪽의 열대기단과 경계면을 형성하기도 하는 극 진동과 관련된 한대 기단을 포함하여 총 5개의 기단의 영향을 받기 때문에 같은 동아시아몬순 시스템이라고 하더라도 각각의 시 공간적 특성이 다르게 나타난다(Seo et al., 2011).

이러한 특성을 가지는 동아시아 여름몬순에 대한 연구는 다양하게 이루어져 왔고, 특히 전구 또는 지역 규모의 역학 모형을 사용하여 동아시아 여름몬순 기간의 강수량 예측을 위한 연구가 지속적으로 있었다. Wang et al. (2009)에서는 성능이 우수한 수치 모델들의 앙상블 평균을 통해 강수를 모의하고자 했으나 관측 값의 상관계수가 0.1~0.25 정도의 값을 가져 성능이 떨어지는 단점을 보이고 있다. 한편, Wu et al. (2009)에서는 봄철 북대서양 진동, 엘니뇨 발달 및 쇠퇴를 나타내는 해수면 온도를 독립변수로 사용하여 동아시아 여름몬순의 강수 강도에 대한 물리 통계 예측 방법을 제시하였다. 이 방법으로 구한 예측 값과 관측 값의 상관계수는 0.79를 가져 수치 모델의 대안이 될 수 있다는 것을 보였다.

Lee and Seo (2013)에서는 다중선형 회귀 모형을 이용한 통계 예측 모델을 구축하여 우리나라 장마기간의 강수강도를 예측하였다. 한반도 장마기간의 강수에 영향을 미칠 수 있는 인자들을 선정하여 통계 예측 모델을 제시하였으며 예측인자(predictor)로 선정된 영역은 북대서양 지역(North Atlantic; NA1), 북태평양 지역(North Pacific; NPC), 중앙 태평양 지역(Central tropical pacific; CNINO)의 봄철 해수면 온도 또는 그 변화율이다. 선정된 각 예측인자의 강도가 강하게 나타날 때 장마기간 동안 일본 동쪽의 대기 하층에 고기압성 지위고도 아노말리를 형성하여 우리나라 남쪽에 남풍 또는 남동풍 기류를 만들어 한반도로 유입되는 수증기 수송을 증가시켜 장마기간의 강수 강도 증가에 영향을 줄 수 있음을 밝혔다. 1994년부터 2012년까지 총 19년을 예측하였고 관측 값과의 상관계수는 0.85로 기존 역학 및 수치 모델의 앙상블 결과보다 더 좋은 성능을 보였다. 또한 동아시아 몬순 시스템 내에서도 영역에 따라 다르게 나타나는 시 공간적 특성을 고려하여 우리나라 장마 강수강도에만 초점을 맞추어 분석 했으며, 여름철 장마기간 강수강도를 봄철에 관측된 해수면 온도자료로 예측하여 예보에 실질적으로 활용할 수 있는 모델을 구축했다는 점에서 의미가 있다. 그러나 예측기간의 정규화된 장마 예측 값들과 관측 값을 각각 0.43 값보다 크면 강함, 중간에 위치하면 보통, -0.43 값보다 작으면 약한 해로 분류 하였을 때 예측이 잘 맞지 않는 해가 존재한다. 그리고 이 통계 예측 모델을 이용하여 2013, 2014년을 예측 했을 때에도 실제 관측 값과 잘 맞지 않는다. 이것은 장마기간 강수 강도가 통계 예측 모

델을 구성하고 있는 인자인 NA1, NPC, CNINO 영역의 해수면 온도만의 영향을 받지 않고 다른 해수면 영역이나 경계 강제력의 영향을 받기 때문으로 보인다.

따라서 본 연구의 목적은 Lee and Seo (2013)에서 제시한 통계 모델의 예측성능을 향상시켜 우리나라 장마 강수 강도의 경년 변동성에 대한 예측성을 높이는 데 있다. 이를 위해 장마기간 강수에 영향을 주는 예측인자들을 추가로 선정하여 통계 모델을 2개 더 구축하고 각 통계 모델의 앙상블 평균한 값을 관측 값과 비교하여 예측성능을 평가하고자 한다. 또한 새롭게 선정된 각 예측인자가 장마기간 한반도 주변에 어떠한 대기 순환장을 만들며 어떻게 장마 강수에 영향을 미칠 수 있는지 밝힐 것이다.

2. 자료 및 분석방법

본 연구에서는 한반도 장마기간 강수를 구하기 위한 관측 값으로 기상청 60개 기상관측소의 일 강수 자료를 사용하였다. 1982년부터 2014년까지의 자료를 분석에 사용하였고, 6월 15일부터 7월 31일까지의 평균 강수량을 장마 강수강도 지수로 정의해 매년 변화하는 장마기간에 대한 강수량을 모두 포함하였다. 또한, 장마전선에 의해 내린 강수만을 고려하기 위해 태풍이 한반도에 영향을 주었던 날짜의 값은 제외하였다.

정확한 장마 강수강도 지수 예측을 위하여 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 격자 간격의 National Oceanic and Atmospheric Administration Optimum Interpolation SST version 2 (NOAA OISST) 해수면 온도 자료를 $1^\circ \times 1^\circ$ 로 보간하여 사용 하였고, NOAA satellites and compiled by National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NOAA/NESDIS)에서 제공하는 평사도법(stereographic projection)을 적용한 89×89 격자의 북반구 눈 덮임(snow cover) 자료를 $2^\circ \times 2^\circ$ 격자 간격으로 변환하여 사용 하였다(Robinson et al., 1993; Reynolds et al., 2007). 또한 장마 강수에 영향을 주는 각 예측인자들에 대한 분석을 위하여 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 격자간격의 National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy (NCEP/DOE) 재분석자료와 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 간격의 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) 5일 평균 강수량 자료를 사용하였다(Huffman et al., 1997; Kanamitsu et al., 2002). 해수면 온도자료와 북반구 눈 덮임 자료는 1982년부터 2014년까지 총 33년, NCEP/DOE 재분석 자료와 GPCP 강수량자료는 1994년부터 2011년까지 총 18년 자료에 대해 분석을 수행하였다. NCEP/DOE 재분석 자료와 GPCP 강수량자료는 5일 평균하여 분석하기 때문에 장마기간을 6월 15일부터 7월 29일로 정하였다.

예측인자 선정과 통계 예측 모델 구축을 위해 전방

단계별 회귀방법(Forward stepwise regression method)을 사용하였다. 첫째로, 장마 강수지수와 높은 상관계수를 가지는 해수면 또는 눈 덮임 지역을 선정하여 영역평균하며 이 때 사용하는 기간은 봄철 기간(3~5월) 내로 한정하였다. 두번째로, 선정된 인자에 대해 교차검정(Cross validation)을 적용하여 구한 예측 값과 관측 값을 비교하여 높은 상관계수를 가지는 인자를 선정하였다. 세번째로, 선정된 인자들간의 상관계수가 10% 유의수준 임계치보다 큰 값을 가지고 결정된 예측인자들과 검증단계에 있는 인자와의 분산팽창계수(Variance inflation factor)가 2보다 작은 값을 가지는지 확인하여 예측 모델을 구축하였으며 이러한 조건을 모두 만족하는 모델 중 물리적인 해석이 합당한 예측인자를 고정시킨 뒤 앞의 과정을 반복하였다.

예측 모델을 구성하는 예측인자의 개수는 과대적합(over-fitting)으로 인한 예측 오류를 방지하기 위하여 3개로 제한한다. 1994년부터 2011년까지의 예측 값을 구했고 교차검증을 시행하는 기간단위는 4년으로 이는 총 예측기간의 20~30% 범위에 속하는 기간에 해당하며 예측 모델을 구축하는 과정에서의 과대적합을

방지할 수 있다(Blockeel and Struyf, 2002). 그리고 Kwon et al. (2005)에서 1994년을 기준으로 우리나라를 포함하는 동아시아 영역의 여름철 강수 패턴이 뚜렷한 변화가 나타나는 것을 밝혔기 때문에 본 연구에서의 예측은 1994년 이후로 한다. 한편, 경계 강제력(boundary forcing) 중 하나인 해수면온도는 느리게 변화하며 대기 순환장에 영향을 준다는 점을 고려하여 본 연구에서는 여름철 장마 예측을 위한 예측인자 선정에 봄철의 자료를 사용하였다(Webster et al., 1998; Lau et al., 2000). 구축된 통계 예측 모델의 예측성능을 평가하기 위한 방법으로 상관계수와 평균제곱근오차(Root Mean Squared Error, RMSE), 분할표(Contingency table)를 이용하였다.

3. 결과 및 분석

3.1 통계 예측 모델의 예측성 평가

본 연구에서 구축한 통계 예측 모델에 사용된 예측인자들에 대한 정보를 Table 1에 제시하였다. 예측인자들 중 North Atlantic (NA1), North Pacific (NPC),

Table 1. List of potential predictors selected in the forward-stepwise regression procedure. Each potential predictor has high correlation with Changma precipitation (which is significant at the 90% confidence level).

Selected predictors	Areas	Period
North Atlantic 1	(40°~15°W, 55°~60°N) - (80°~40°W, 30°~45°N)	4/6~4/25
Northern Pacific change	160°~210°E, 20°~35°N	(4/11~4/30) - (3/22~4/10)
Central Pacific NINO	160°~140°W, 15°S~10°N	4/1~4/20
Northern Indian ocean	67°~85°E, 11°~22°N	4/16~4/30
Bering Sea	175°E~165°W, 55°~65°N	3/12~3/31
Eurasian Snow Cover	(20°~50°E, 50°~60°N) - (100°~130°E, 50°~60°N)	3/1~5/31

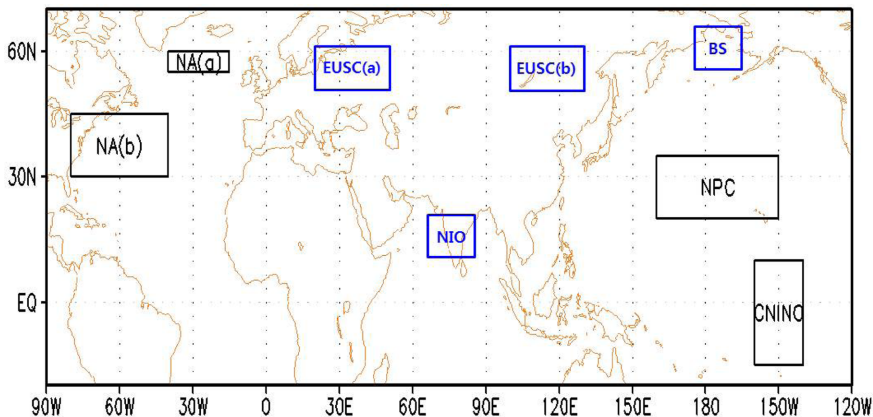


Fig. 1. The areas for the selected predictors.

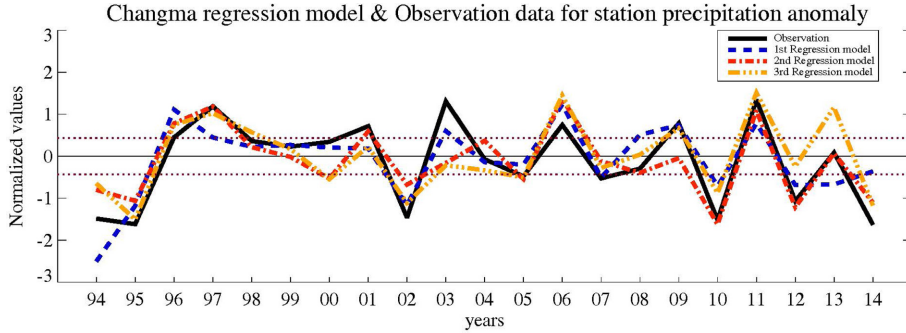


Fig. 2. Observed precipitation anomalies (black solid line) and predicted precipitation anomalies (1st regression model : blue dashed line, 2nd regression model: red dashed dot line, 3rd regression model: yellow dashed dot dot line). The dotted lines represent 0.43 and -0.43, respectively.

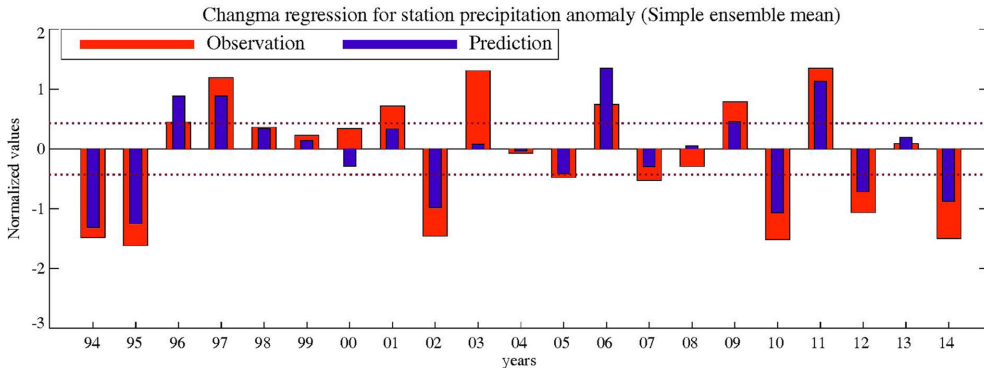


Fig. 3. Observed precipitation anomalies (red bars) and ensemble mean precipitation anomalies (blue bars). The dotted lines represent 0.43 and -0.43, respectively.

Central tropical pacific (CNINO)는 Lee and Seo (2013)에서 구축한 예측 모델에서 선정된 영역이며 북 인도양(Northern Indian Ocean; NIO) 해수면온도, 베링 해(Bering Sea; BS) 해수면온도, 유라시아 눈 덮임(Eurasian Snow cover; EUSC)의 인자를 새롭게 선정하였다. Figure 1은 선정된 영역을 나타내며, 검은색 박스는 기존의 예측인자이고 파란색 박스는 새롭게 선정된 영역이다. NA1과 EUSC는 각각 NA(a)-NA(b), EUSC(a)-EUSC(b)로 (a) 영역과 (b) 영역의 차이를 인자로 정의한다. 예측 모델 구축에 사용된 인자들은 아래에 나타내었다.

$$\check{Y} = + 0.413 [NA1] + 0.458 [NPC] - 0.396 [CNINO], \tag{1}$$

$$\check{Y} = + 0.493 [NA1] - 0.491 [NIO] + 0.325 [BS], \tag{2}$$

$$\check{Y} = + 0.540 [NA1] - 0.393 [NIO] + 0.417 [EUSC]. \tag{3}$$

위의 식들은 선정된 예측인자들로 통계 예측 모델을 구축한 결과이다. \check{Y} 은 장마강수강도 지수이고 Eq. (1)은 Lee and Seo (2013)에서 구축한 예측 모델이며 첫 번째 회귀모형에 해당하고, Eqs. (2), (3)은 각각 두, 세 번째 회귀모형으로 본 연구에서 새롭게 구축한 모델이다. Equation (1)은 NA1, NPC, CNINO의 인자로 구성되며 장마 지수와 양의 상관관계를 가진 NA1과 NPC는 각 인자 앞에 양의 계수가 나타나지만 음의 상관관계를 가지는 CNINO는 음의 계수가 나타난다. 그리고 Eq. (2)는 NA1, NIO, BS의 인자로 구성되며 BS는 장마 지수와 양의 상관관계를 가지나 NIO는 음의 상관관계를 가진다. 마지막 Eq. (3)은 NA1, NIO, EUSC로 구성되며 EUSC는 장마 지수와 양의 상관관계를 가진다.

Figure 2는 예측 기간 동안의 각 통계 모델의 장마 강수 강도의 예측 값과 관측 값을 나타낸다. 관측 값인 장마 강수강도 지수는 검은색 실선 값이며 첫 번째, 두 번째, 세 번째 회귀모형의 예측 값은 각각 파란색 점선, 빨간색 점선, 주황색 점선으로 표현하였다.

Table 2. A contingency table for validation of the simple ensemble prediction. The abscissa is prediction results and the ordinate is observations. The above, normal, and below cases are divided by the value ± 0.43 after standardization. The percentage value at the bottom is the ratio of correct forecast years (i.e., diagonally located element) to the all years.

		Prediction		
		Above	Normal	Below
Observation	Above	1996, 1997, 2006, 2009, 2011	2001, 2003	
	Normal		1998, 1999, 2000, 2004, 2008, 2013	
	Below		2005, 2007	1994, 1995, 2002, 2010, 2012, 2014
Percent = 81%				

Lee and Seo (2013)에서 구축한 (1) 모델의 예측 값과 관측 값의 상관계수는 0.81, 평균제곱근오차는 0.60이며 본 연구에서 새롭게 구축한 모델인 (2)의 예측 값과 관측 값의 상관계수는 0.83, 평균제곱근오차는 0.56이고 (3)의 상관계수는 0.80 평균제곱근오차는 0.61로 나타나 기존연구에서 제시된 통계 모델과 거의 비슷한 예측 성능을 가진다.

본 연구에서는 장마 강수에 영향을 미치는 모든 예측인자들을 고려하고 기존 연구에서 제시된 통계 모델보다 예측 성능을 높이기 위해 각 모델을 앙상블 평균하였다. Figure 3에서 단순 앙상블 평균을 통하여 장마기간 강수를 예측한 결과와 관측 값을 나타내었다. 여기서 빨간색 막대는 관측 값인 장마 지수를 나타내고 파란색 막대는 앙상블 평균된 예측 값이다. 앙상블 평균하여 구한 예측 값과 관측 값의 상관관계는 0.90, 평균제곱근오차가 0.45로 Lee and Seo (2013)에서 제시한 모델의 예측성능보다 상관관계는 약 15.7%, 평균제곱근오차는 약 14.6% 정도 향상되었다. Figure 3의 점선은 1994년부터 2014년까지의 연 강수강도를 정규화된 크기를 기준으로 1/3씩 나누는 선으로 정규분포에서 ± 0.43 값에 해당한다. 이 값을 기준으로 관측 값과 예측 값을 각각 + 0.43의 위 영역에 위치하면 강함, 중간에 위치하면 보통, - 0.43의 아래에 위치하면 약한 해로 분류하여 Table 2에 제시하였다. Lee and Seo (2013)의 통계 모델에서는 총 예측 21년 가운데 76.2%를 맞추었고 앙상블 평균한 결과는 85%를 맞추어 기존에 비하여 8.8% 향상되었다. 특히 앙상블 평균한 예측 값은 기존 통계 모델에서 낮은 예측도를 보였던 2013, 2014년도 값을 잘 예측하는 것으로 나타났다. 이는 3개의 예측 모델에 상대적인 가중치를 동등하게 하지 않고 객관적으로 구한 가중(Weighted) 앙상블 방법을 통해 구했을 때도 비슷한 결과를 보였다.

3.2 예측인자가 장마기간에 나타내는 대기순환의 특징

본 연구에서 새롭게 선정된 예측인자들이 한반도 장마 강수에 주는 영향을 분석하였다. Figure 4는 기상청 60개 기상관측소 강수자료와 BS, EUSC, NIO 인자의 상관관계분포와 GPCP 강수자료를 장마기간에 대하여 BS, EUSC, NIO 인자의 회귀 계수 분포를 구한 결과이다. Figures 4a~c의 실선은 상관관계 값이고 Figs. 4d~f의 실선은 회귀계수 값이며 음영으로 된 곳은 상관계수가 10% 유의수준 임계치보다 큰 값을 가지는 영역이다.

우리나라에서 BS, EUSC인자와 장마 지수 간의 상관성이 각각 유의한 양의 값을 가진다(Figs. 4a, b). 이는 BS, EUSC인자가 양의 값을 가질 때 한반도 여름철 장마기간 강수의 증가에 영향을 줄 수 있음을 의미하고 이는 GPCP 강수자료와의 회귀계수 분포에서도 유사하게 나타난다(Figs. 4d, e). Figures 4d, e에서는 한반도뿐만 아니라 북동중국 부근 서쪽에 유의한 양의 상관을 보이고 그 동쪽으로 유의한 음의 상관을 보인다. NIO 인자는 장마강수 강도와 음의 상관관계를 가지므로 인자 값에 (-) 부호를 곱해 상관계수와 회귀계수의 분포를 나타냈다(Figs. 4c, f). Figure 4c에서 우리나라 남부지방을 중심으로 양의 상관관계를 보이며 중부지방 이북으로는 음의 상관관계를 보인다. 한반도 남쪽과 북쪽이 상반된 상관관계를 보이는 것은 Fig. 4f의 GPCP 강수자료와의 회귀계수 분포에서도 나타난다. 그리고 한반도의 남쪽 동중국해 부근에 음의 강수 아노말리가 나타나고 필리핀해 남동쪽으로 양의 강수 아노말리가 유의하게 나타난다. 이러한 특징은 Lau et al. (2000)에서 제시한 여름몬순 시스템에서 강수의 패턴이 삼극자(tripole) 형태로 나타나는 것과 닮아있다.

이렇게 선정된 인자들이 어떠한 대기 순환과정을 통해 한반도 장마와 연관되어 있는지 살펴보아야 한

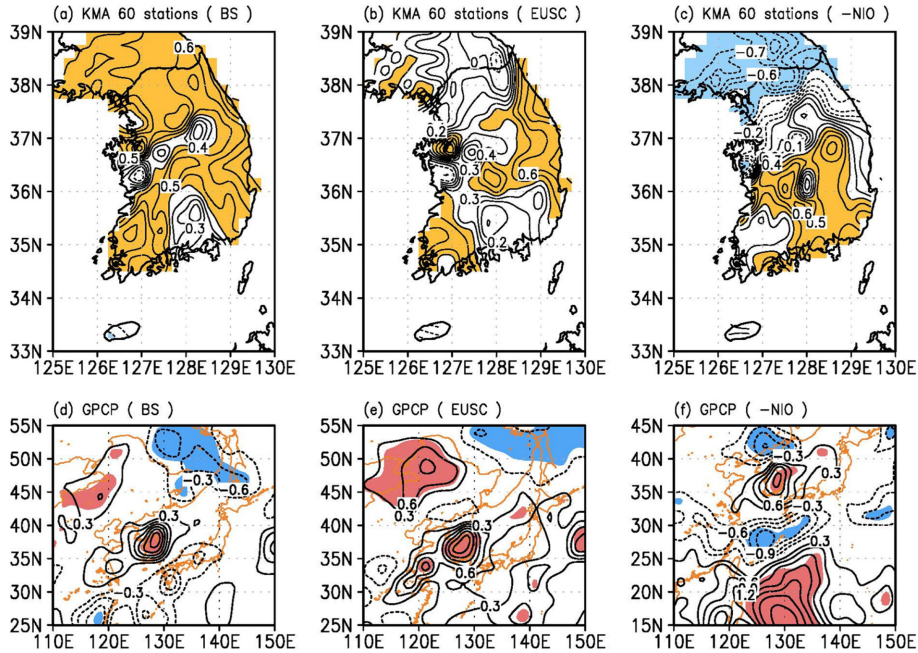


Fig. 4. Correlation maps of (a) the BS (contour, CI: 0.1), (b) the EUSC and (c) the reversed NIO for the KMA 60 stations anomalies during 15 June~31 July for 1994~2011. The GPCP anomalies (contour, CI: 0.3 mm day⁻¹) regressed against (d) the BS, (e) the EUSC and (f) the reversed NIO for 15 June~29 July for 1994~2011. The 90% confidence area is shaded with red color (a positive correlation) and with blue color (a negative correlation).

다. Figure 5는 NCEP/DOE 재분석자료의 850 hPa 지위고도장과 BS, EUSC, NIO 인자의 회귀계수 분포를 구한 결과이다. 실선은 회귀계수의 값이며 음영으로 된 곳은 상관계수가 10% 유의수준 임계치보다 큰 값을 가지는 영역이다.

BS인자와 850 hPa 지위고도장의 회귀계수에서 북동중국에 저기압성 아노말리가 나타나고 그 동쪽 오호츠크 해 부근에 고기압성 아노말리가 나타난다(Fig. 5a). 이러한 기압 패턴은 Fig. 4d에서의 GPCP 회귀계수 분포에서 나타난 강수 아노말리의 특징과 관계가 있다. 다시 말해 저기압성 아노말리가 존재하는 북동중국의 서쪽 지역은 양의 강수 아노말리가 생기며, 고기압성 아노말리가 존재하는 북동중국의 동쪽 지역은 음의 강수 아노말리가 생긴다. 여기서 오호츠크 해 부근에 나타나는 고기압성 순환이 이른 여름철부터 발달하는 오호츠크 해 고기압의 발달에 영향을 줄 수 있다는 것에 주목해야 한다. 이는 BS 인자의 영향으로 평년보다 강한 강도로 발달하는 오호츠크 해 고기압이 남쪽으로부터 확장하는 북서태평양과의 대치를 이루며 장마전선이 더 강하게 발달할 수 있는 조건을 만들 수 있다. 비록 대기 하층 지위고도장의 분석의 경우 오호츠크 해 부근의 고기압성 순환이 유의하게 나타나지는 않지만, 주로 봄과 이른 여름철에 발달하

는 오호츠크 해 고기압의 특성상 본 연구에서 제시한 장마기간 중 앞의 기간에 영향을 주는 것으로 보인다. 또한, 베링 해 지역의 해수면 온도는 간헐적으로 여름철 장마기간에 영향을 줘 대기 순환장을 만들어 낼 수 있다. Zhao et al. (2004)에서는 베링 해와 오호츠크 해 부근의 봄철 해빙자료를 이용하여 이 영역에서의 변동성이 여름철 동아시아몬순에 영향을 주는 순환패턴을 만들어 낸다는 것을 확인한 바 있다.

EUSC인자와 850 hPa 지위고도장의 회귀계수 분포 또한 북동중국에 저기압성 아노말리가 보이며 그 동쪽 오호츠크 해 부근에 고기압성 아노말리가 보인다(Fig. 5b). BS인자의 결과와 비교했을 때 저기압성 아노말리의 경우 조금 더 북쪽에 위치하고 고기압성 아노말리는 더 동쪽에 위치하며, 특히 오호츠크 해 부근에 나타나는 순환이 유의하게 나타난다. 이는 BS인자와 더불어 장마기간에 발달하는 오호츠크 해 고기압에 영향을 줄 수 있음을 의미한다. Yim et al. (2010)에서는 봄철 유라시아 영역의 눈 덮임 자료로 경험적 직교함수를 사용하여 나온 두번째 모드가 동서 쌍극자 패턴을 나타내며 이 현상이 두드러지게 나타날 때 여름철 한반도 강수량 증가에 영향을 줄 수 있다는 결과를 제시한 바 있다. 그러나 눈 덮임 자료를 경험적 직교함수를 통해 얻은 값을 예측인자로 한 모델보

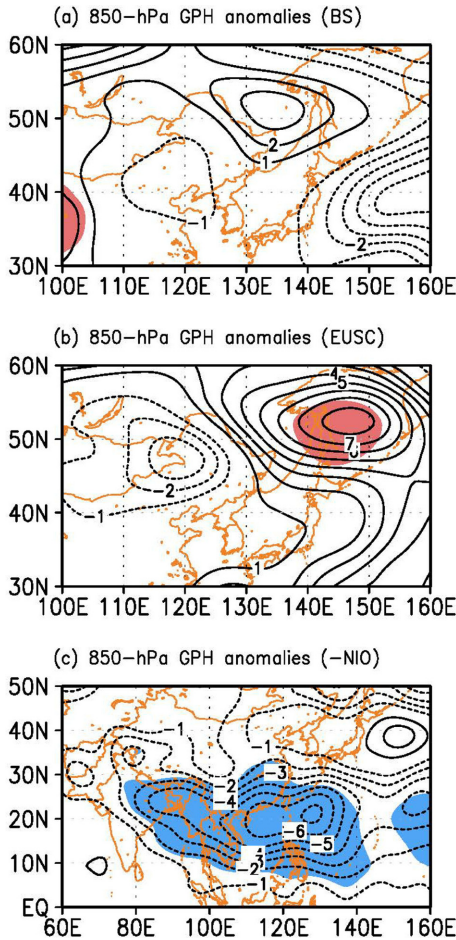


Fig. 5. The 850-hPa GPH anomalies (contour, CI: 1 m) regressed against (a) the BS (contour, CI: 0.1), (b) the EUSC and (c) the reversed NIO during 15 June~29 July for 1994~2011. The 90% confidence area is shaded with red color (a positive correlation) and with blue color (a negative correlation).

다 봄철에 눈 덮임의 변동성이 크게 나타나는 영역인 유라시아 동서영역을 예측인자로 선정하여 만든 모델의 예측성능이 더 좋으며, 장마 지수와의 상관관계 또한 본 연구에서 제시한 눈 덮임 예측인자가 더 높다.

NIO인자는 장마강수 지수와 음의 상관관계를 가지므로 인자 값에 (-) 부호를 곱해 회귀계수의 분포를 나타냈다(Fig. 5c). Figure 5c에서 장마기간 대기 하층에 중국 내륙과 남중국해, 동중국해, 북서태평양 일부 영역까지 저기압성 순환이 유의하게 나타난다. 이 저기압성 순환이 한반도 남쪽에 남동풍계열의 바람을 만들어 우리나라로 유입되는 수증기 수송을 증가시켜 장마기간 강수강도 증가에 영향을 주고 있는 것으로

분석된다. 일반적으로 장마기간에는 북서태평양 고기압 확장과 함께 남서풍에 의해 강수 강도가 증가하지만, 저기압성 순환의 영향으로 남동풍 계열의 바람에 의한 습윤 이류에 의해 장마 강수가 증가할 수 있다는 것을 의미한다. 이처럼 여러 순환장에 의해 다양한 형태로 한반도 장마 강수가 영향을 받고 있다.

4. 요약 및 제언

본 연구에서는 한반도 장마 기간 강수강도의 예측을 위한 통계 모델을 구축하였다. 예측 모델을 구성하는 예측인자는 봄철 해수면 온도 자료에서 5개 영역, 봄철 눈 덮임 자료에서 하나를 사용하였고 새롭게 선정된 인자는 BS, NIO, EUSC 영역이다. 그리고 선행연구에서 제시한 기준들을 기반으로 2개의 통계 예측 모델을 더 구축 하여 각 모델들의 앙상블 평균을 통해 예측 성능을 향상시키고자 하였다. 이와 같은 방법으로 구성한 예측은 기존에 제시 되었던 모델보다 상관관계는 15.7%, 평균제곱근오차는 14.6%가 향상되었다.

그리고 기상청 강수자료와 GPCP 강수자료를 이용하여 각 예측인자가 장마기간 한반도의 강수에 미치는 영향을 분석했다. 선정된 인자들은 장마기간에 우리나라의 대부분 영역에 유의한 상관관계를 가지고, 그 중 BS와 EUSC인자는 장마기간 동안 북동중국에 저기압성 순환을 만들고 그 동쪽 오후츠크 해 부근에 고기압성 순환을 만들어 낸다. 여기서 고기압성 순환이 오후츠크 해 고기압의 발달에 영향을 주며 한반도 남쪽에서 확장하는 북서태평양 고기압과 대치를 이루어 장마전선을 보다 강하게 발달시켜 장마 강수강도 증가에 영향을 주는 것으로 추정된다. NIO인자는 그 값이 음의 부호를 가질 때 중국 내륙과 남중국해, 동중국해, 북서태평양 일부 영역에 저기압성 순환을 만든다. 이 순환이 한반도 남쪽에 남동풍 계열의 바람에 의한 습윤 이류에 의해 장마 강수가 증가할 수 있다는 것을 밝혔다.

이상에서, Lee and Seo (2013)에서 제시된 통계 예측 모델에서는 고려하지 않았던 예측인자를 새롭게 선정하고 이를 토대로 추가로 구축된 예측 모델들과의 앙상블 평균을 통해 장마 강수 강도에 대한 예측성을 높였다. 그리고 본 연구에서는 오후츠크 해 고기압의 발달에 의해 장마기간에 형성되는 전선의 강도가 달라질 수 있는 것을 보였고, 주변의 대기 순환장이 어떠한 형태로 형성되느냐에 따라 장마 강수에 다양하게 영향을 줄 수 있다는 사실을 제시했다는 측면에서 그 의미가 있다.

한편, 기존 예측 모델과 비교했을 때 향상된 성능을 보여줌에도 불구하고 Table 2에서 제시한 기준에

서 예측이 잘 맞지 않는 해들이 여전히 존재한다. 그리고 본 연구에서 선정된 기간인 봄철에 존재하는 예측인자들이 어떻게 장마기간 동안의 한반도 강수강도에 영향을 미칠 수 있는지에 대하여 추후에 관측자료와 GCM 실험의 결과를 통한 상세 분석으로 그 물리메커니즘을 밝히고자 한다. 또한 지금까지 고려하지 않은 또 다른 예측인자를 개발하여 한반도 장마에 대한 이해도를 높일 예정이다.

감사의 글

이 연구는 기상청 기상기술개발관리단의 기후변화 감시 예측 및 국가정책지원 강화사업(CATER 2012-3071)의 지원으로 수행되었습니다. 좋은 제의와 코멘트를 해 주신 두 심사위원께 감사드립니다.

REFERENCES

- Blockeel, H., and J. Struyf 2002, Efficient algorithms for decision tree cross-validation. *J. Mach. Learning Res.*, **3**, 621-650, doi:10.1162/jmlr.2003.3.4-5.21.
- Huffman, G. J., and Coauthors, 1997: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5-20.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzake, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2): Dynamical seasonal forecast system 2000. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Korea Meteorological Administration, 2011: *White Paper on Changma*. Korea Meteorological Administration, 268 pp.
- Kwon, M.-H., J.-G. Jhun, B. Wang, S.-I. An, and J.-S. Kug, 2005: Decadal change in relationship between East Asian and WNP summer monsoons. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L16709, doi:10.1029/2005GL023026.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, **13**, 2461-2482.
- Lee, S.-E., and K.-H. Seo, 2013: The development of a statistical forecast model for Changma. *Wea. Forecasting*, **28**, 1304-1321.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, L. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473-5496.
- Robinson, D. A., K. F. Dewey, and R. R. Heim, 1993: Global snow cover monitoring: an update. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1689-1696.
- Seo, K.-H., J.-H. Son, and J.-Y. Lee, 2011: A new look at Changma. *Atmosphere. Korean Meteor. Soc.*, **21**, 109-121.
- Wang, B., and Coauthors, 2009: Advance and prospectus of seasonal prediction: Assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980~2004). *Clim. Dynam.*, **33**, 93-117.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and prospects for prediction. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14452-14510.
- Wu, Z., B. Wang, J. Li, and F.-F. Jin, 2009: An empirical seasonal prediction model of the East Asian summer monsoon using ENSO and NAO. *J. Geophys. Res.*, **114**, D18120, doi:10.1029/2009JD011733.
- Yim, S.-Y., J.-G. Jhun, R. Lu, and B. Wang, 2010: Two distinct patterns of spring Eurasian snow cover anomaly and their impacts on the East Asian summer monsoon. *J. Geophys. Res.*, **115**, D22113, doi:10.1029/2010JD013996.
- Zhao, P., X.-D. Zhang, X.-J. Zhou, M. Ikeda, and Y.-H. Yin, 2004: The sea ice extent anomaly in the North Pacific and its impact on the East Asian summer monsoon rainfall. *J. Climate*, **17**, 3434-3447.